

УДК 552.323

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КРАСНОМАЙСКОГО КОМПЛЕКСА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)© 2004 г. Академик Ф. А. Летников, Ю. А. Костицын, Н. В. Владыкин,
А. А. Заячковский, Е. И. Мишина

Поступило 18.08.2004 г.

Красномайский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов размещается в центральной части Кокчетавской глыбы, представлен отдельными трещинными интрузивами, приуроченными к зоне Срединного глубинного интракратонного разлома и прослеженными в нем более чем на 25 км [1–5]. Вмещающие породы представлены протерозойским комплексом зерендинской серии: гнейсы, сланцы, карбонатные породы, амфиболиты и эклогиты [5, 6, 8–10] – интенсивно переработанным в ходе проявления полихронных метасоматических процессов, проявленных в зоне разлома. Наиболее крупные из массивов Красномайский, Барчинский, Северо-Барчинский и Южно-Красномайский [3] представлены дайкообразными вытянутыми в субширотном направлении телами, длина которых колеблется от 8 км при ширине от 0.3 до 1 км (Красномайский массив) до 4.5 км при ширине от 0.2 до 1.1 км (Барчинский массив), другие тела имеют меньшие размеры (рис. 1). Интерес к красномайскому комплексу обусловлен еще и тем, что он залегает в тыловой части двух тектонических зон северо-восточного простирания, сложенных графитизированными бластомилонитами по породам преимущественно алюмосиликатного состава, в которых размещаются уникальные по запасам и содержаниям алмазов месторождения тонкодисперсных алмазов Кумдыкульское и Барчинское, открытые и разведанные геологами Кокчетавской экспедиции (рис. 1).

Иными словами, пространственная и структурная сближенность ультраосновных щелочных массивов красномайского комплекса и оперяю-

щих главный разлом зон бластомилонитов с графитом и тонкодисперсными алмазами заставляет обратить на массивы красномайского комплекса самое пристальное внимание.

Массивы красномайского комплекса главным образом перекрыты рыхлыми отложениями при мощности площадной коры выветривания до 60 м. Выходы выветрелых разностей на дневную поверхность редки. Данные по строению комплекса и их составу получены по разведочным скважинам. Интрузивные тела в зоне разлома тектонически сильно нарушены, раздроблены на отдельные блоки и метасоматически изменены. Массивы однотипны по составу пород главной интрузивной фазы, представленной пироксенитами, в составе которых преобладают авгит, диопсид-авгит, апатит, титаномагнетит, меланит и реже кальцит. Под действием более поздних флюидов пироксениты повсеместно подвергались биотитизации, меланитизации, диопсидизации и флогопитизации с образованием алюмосиликатных метасоматитов, которые встречаются как в виде небольших гнездообразных тел и прожилковых зон мощностью 1–10 см, так и мощных зон до 10–50 м. Из метасоматитов наиболее распространены биотит-меланит-авгитовые и флогопит-диопсидовые породы.

K–Na-метасоматоз обусловил сиенитизацию пироксенитов, что выразилось в образовании ортоклаза и реже нефелина. При интенсивном развитии процессов метасоматоза породы по составу приближаются к шонкиниту, нефелиновым и щелочным сиенитам, реже эссекситам, мальинитам и ийолитам. Дайки, секущие пироксениты, представлены шонкинитами и биотитовыми шонкинитами, нефелиновыми и щелочными (биотитовыми, эгириновыми, меланитовыми, эгирин-авгитовыми) сиенитами. Завершают дайковый этап тела лампрофиров. Кальцитовые метасоматические карбонатиты распространены крайне неравномерно и наиболее широко развиты на Барчинском массиве, их состав: кальцит (10–100%), биотит (до 40%), меланит (до 30%), эгирин-диопсид (до 25%), апатит (3–20%), магнетит (1–10%), сфен (до 10%), сульфиды (до 8–10%), ортоклаз (до 5%). Карбонатиты второй стадии от-

*Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

*Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва*

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

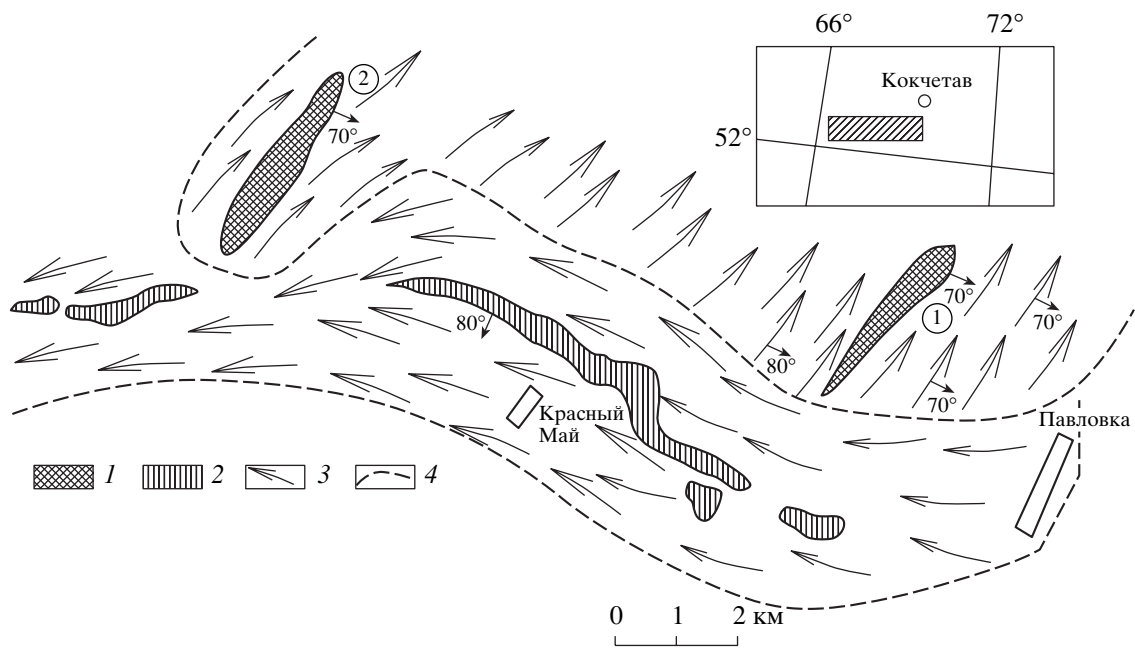


Рис. 1. Схематическая геологическая карта размещения массивов ультраосновных щелочных пород и алмазоносных blastsмилолитов (составил Ф.А. Летников по данным [3] и материалам съемки А.В. и М.М. Шершаковых). 1 – алмазоносные blastsмилолиты (1 – Кумды-Куль, 2 – Барчинское); 2 – тела ультраосновных щелочных пород; 3 – преобладающие простирания метаморфических пород зерендинской серии и blastsмилолитов; 4 – границы между блоками метаморфических пород.

мечаются редко, в них возрастает количество апатита, иногда до 40%, присутствуют циркон, бадделейт, торит и силикаты урана. В отдельных гнездах, богатых апатитом, содержание уран-ториевых минералов резко возрастает. Так, в Барчинском массиве в линзе штафеллита радиоактивность составила >5000 рентген/ч при соотношении $U/Th \approx 1/1$.

Судя по характеру метасоматических процессов в ультраосновных щелочных породах, это в своей основе автометасоматические явления, когда флюидные системы, под действием которых происходило метасоматическое преобразование пород, имели непосредственную генетическую связь с самим комплексом, о чем говорит опыт изучения подобных массивов в других регионах [7]. Кроме того, массивы красномайского комплекса залегают в зоне разлома, в котором широко проявлены процессы $K-Si-Na$ -метасоматоза вплоть до образования своеобразных синтетектонических мусковит-фенгит-кварц-дистеновых сланцев, широко развитых на протяжении более 80 км по простиранию зоны разлома [5, 6]. Судя по данным просмотра шлифов и химическому составу пород, нам не удалось найти исходные пироксениты, не подверженные более поздним процессам калиевого метасоматоза, когда содержание K_2O в биотитизированных пироксенитах достигает 6.68 и 3.39%.

Результаты изотопных исследований пород и минералов Красномайского массива приведены в табл. 1, на основании которых проведен формальный расчет минеральных $Rb-Sr$ -изохрон (табл. 2) для трех образцов биотитизированного пироксенита (Лет-2, Лет-3 и Лет-5), в каждом из которых определения проводились по породе в целом и по минералам (табл. 1 и рис. 2).

Очень высокие величины среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) говорят о том, что $Rb-Sr$ -изотопная система минералов была преобразована в ходе более поздних метасоматических процессов, преимущественно калиевого метасоматоза, но при этом минералы так и не пришли к полному изотопному равновесию в результате этого события. Итогом проявления метасоматических процессов явились высокие содержания Rb в пироксенитах (90–350 мкг/г) и высокие начальные изотопные отношения для заведомо мантийных пород: 0.7084–0.7087 в пироксенитах и более 0.724 в анортозите, чего не бывает в свежих основных и ультраосновных породах.

В целом $Rb-Sr$ -датирование по минералам показывает довольно уверенно возраст этого метасоматического события около 460 млн. лет (рис. 2).

Значения модельного возраста пород по неодиму (T_{DM}) лежат в диапазоне 1.3–1.7 млрд. лет (табл. 1). Предположение, что это реальный возраст пород красномайского комплекса, т.е. отвечает времени отделения расплавов от мантийного

Таблица 1. Результаты изотопных исследований пород и минералов Красномайского массива

№ обр.	Состав	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	Sm
Лет-2	Гр. пироксенит	90.63	414.8	0.6325	0.712671	0.000012	0.70853	97.21
	Гранат	52.30	230.6	0.657	0.712528	0.000009	0.70823	
	Слюда	459.5	74.37	18.08	0.825913	0.000016	0.70740	
Лет-3	Пироксенит	349.4	426.4	2.37	0.724515	0.000018	0.70895	13.55
	Апатит	17.61	5682	0.00897	0.708660	0.000010	0.70860	
	Слюда	523.2	30.16	51.87	1.050022	0.000015	0.71012	
Лет-5	Пироксен	16.53	384.9	0.1243	0.709109	0.000009	0.70829	19.43
	Пироксенит	182.3	620.4	0.851	0.714309	0.000012	0.70873	
	Апатит	10.57	5502	0.00556	0.708850	0.000008	0.70881	
Лет-11	Слюда	492.6	26.71	55.31	1.082769	0.000029	0.72029	
Лет-11	Сиенит	189.4	792.1	0.692	0.713760	0.000011	0.70922	3.17
Лет-14	Анортозит	1.829	96.16	0.0551	0.724620	0.000014	0.72426	0.09
№ обр.	Состав	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} T	T _{DM}
Лет-2	Гр. пироксенит	484.5	0.1213	0.512159	0.000009	-9.3	-4.9	1.6
	Гранат							
	Слюда							
Лет-3	Пироксенит	83.12	0.0986	0.512068	0.000005	-11.1	-5.4	1.4
	Апатит							
	Слюда							
Лет-5	Пироксен							1.4
	Пироксенит	119.3	0.0984	0.512068	0.000014	-11.1	-5.4	
	Апатит							
Лет-11	Слюда							
Лет-11	Сиенит	20.20	0.0949	0.512086	0.000013	-10.8	-4.8	1.3
Лет-14	Анортозит	0.53	0.1008	0.511831	0.000048	-15.7	-10.1	1.7

Примечание. Концентрации элементов приведены в мкг/г. Начальные изотопные отношения неодаима и стронция рассчитаны для $T = 0.46$ млрд. лет.

источника и внедрения их в кору, противоречит геологическим наблюдениям. Протерозойские метаморфические породы этого возраста (зерендинская серия), вмещающие трещинные интрузивы красномайского комплекса, смяты в складки, рассланцованы и метаморфизованы в PT -условиях амфиболитовой фации, в то время как массивы красномайского комплекса имеют с породами зерендинской серии секущие интрузивные контакты и не

Таблица 2. Результаты расчета минеральных Rb–Sr-изохрон

№ обр.	N	$T \pm 2\sigma$, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \pm 2\sigma$	СКВО
Лет-2	3	456 ± 33	0.7084 ± 20	96
Лет-3	4	463 ± 10	0.7086 ± 7	761
Лет-5	3	474 ± 30	0.7087 ± 17	40

подвержены процессам регионального метаморфизма, что, например, характерно для амфиболитов в составе зерендинской серии.

Скорее всего, изученные породы моложе, а значения модельного возраста отражают некоторое усредненное время формирования обогащенного мантийного источника, из которого позднее сформировались ультраосновные щелочные породы и карбонатиты красномайского комплекса. К такому выводу приводит сопоставление наших данных с данными для базальтов срединно-океанических хребтов и карбонатитов в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd (рис. 3). Приведенные на графике линии модельного возраста наглядно показывают древний возраст мантийных источников пород красномайского комплекса (рис. 3). Как правило, древние обогащенные Nd изотопные метки несут и многие континентальные базиты.

Повсеместное развитие в пироксенитах красномайского комплекса процессов щелочного ме-

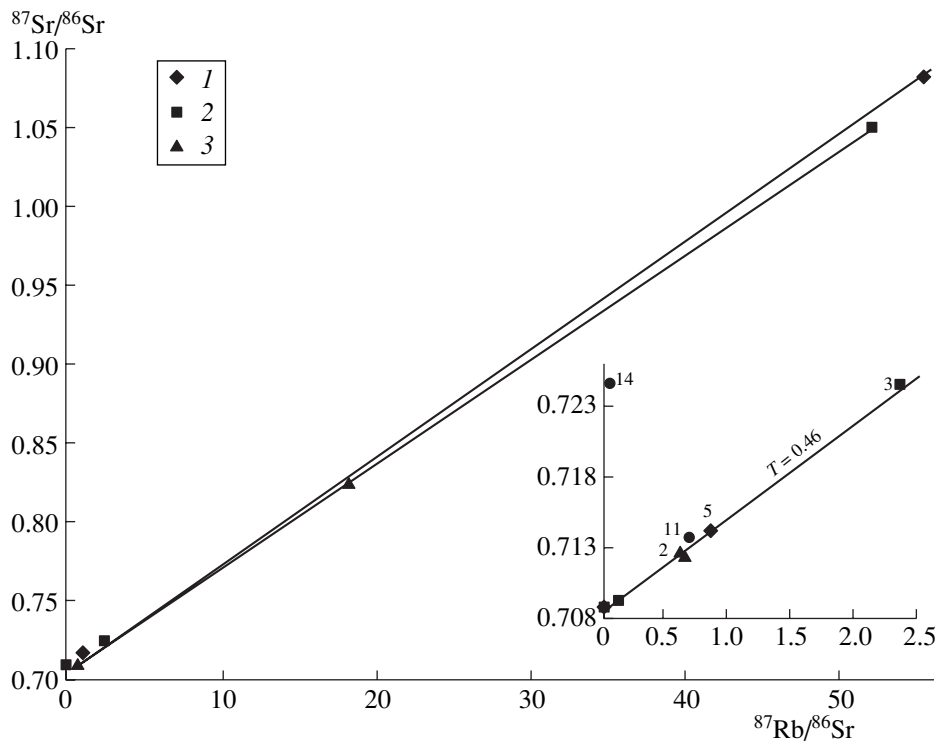


Рис. 2. Зависимость изотопного состава стронция от Rb/Sr-отношений в породах и минеральных фракциях исследованных образцов. 1 – Лет-5; 2 – Лет-3; 3 – Лет-2. На врезке показаны точки с низкими Rb/Sr-отношениями. Номера образцов соответствуют табл. 1.

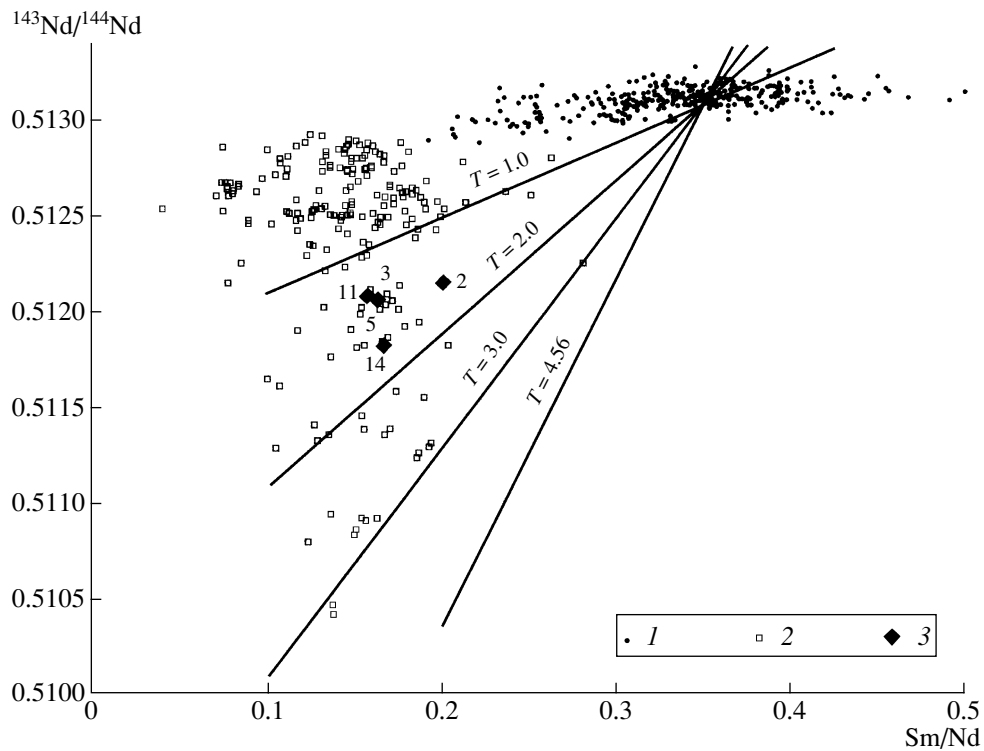


Рис. 3. Зависимость изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от Sm/Nd в исследованных образцах в сравнении с базальтами срединно-океанических хребтов и карбонатитами. Показаны также линии модельного возраста для 1.0, 2.0, 3.0 и 4.56 млрд. лет. 1 – MORB; 2 – карбонатиты; 3 – породы красномайского комплекса.

тасоматоза, и проявленных в интервале ~450 млн. лет и в метаморфических породах в зоне глубинного разлома [6], сказалось и на изотопных отношениях Nd и Sr, когда в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3) изученные образцы близки к границе карбонатитов и осадочных пород. Такая ситуация характерна и для кимберлитов Сибирской платформы с типичными для них метасоматическими процессами, среди которых преобладает карбонатизация [11].

Тем не менее, по данным расчета минеральных Rb–Sr-изохрон по породам красномайского комплекса, возраст этих пород весьма уверенно датируется в 460 млн. лет. Ионное микропробное U–Pb-изотопное датирование цирконов из алмазоносных гнейсов месторождения Кумды-Куль [9] зафиксировало значительный разброс возрастов от 520 ± 10 до 1952 ± 1 млн. лет, когда на гистограммах получены очень близкие средние величины: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - 530 \pm 7$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - 531 \pm 8$ и $^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb} - 529 \pm 20$ млн. лет, что, по мнению этих авторов, отвечает именно возрасту алмазоносных гнейсов, хотя они признают, что другие датировки, древнее 530 ± 7 млн. лет, имеют полигенную природу [9]. Кроме того, не исключено, что графит-алмазная минерализация является более поздней, наложенной по отношению к гнейсам, в которых она локализована. Если принять возраст формирования графитизированных алмазоносных бластомилонитов по гнейсам месторождения Кумды-Куль в 530 ± 7 млн. лет [9], то трещинные интрузивы в тыловых зонах Кумдыкульской и Барчинской алмазоносных зон сформировались значительно позднее при активном воздействии качественно иных флюидных систем, поскольку в ультраосновных щелочных породах не проявлена графитизация и не установлены тонкодисперсные алмазы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–64065 и 02–05–64961) и Программы поддержки научных школ (грант НШ–767.2003.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Летников Ф.А., Панкратова Н.В.* В сб.: Тезисы I Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата: Наука, 1965. С. 77–79.
2. *Летников Ф.А., Панкратова Н.В.* В сб.: Тезисы докладов II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966. С. 92–94.
3. *Ефимов И.А.* В сб.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. Т. 1. С. 113–124.
4. *Панкратова Н.В.* Щелочно-ультраосновной комплекс Кокчетавской глыбы и его полезные ископаемые. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1971.
5. *Летников Ф.А., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.* В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. С. 262–268.
6. *Летников Ф.А., Халилов В.А.* // ДАН. 1994. Т. 334. № 3. С. 352–355.
7. *Самойлов В.С.* Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.
8. *Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б. и др.* // ДАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 518–521.
9. *Claué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.* // *Geology*. 1991. V. 19. P. 710–712.
10. *Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N. et al.* In: *Geological and Tectonic Outline of the Kokchetav Massif. Field Symposium Guide*. Novosibirsk, 1999. P. 6–24.
11. *Агашиев А.М., Орихаши Ю., Ватанабе Т. и др.* // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90–99.